Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy

OPEN ACCESS JOURNAL

مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مقاله پژوهشی

مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال سی و دوم، شمارۀ دوم، تابستان ۱۴۰۳، از صفحۀ ۱۹۷ تا ۲۱۴

بررسی شیمی کانی و دما فشار سنجی درشت بلورهای پلاژیوکلاز، پیروکسن و آمفیبول سنگ‌های آتشفشانی حسین آباد (جنوب شرقی ابهر)

مسعود نظری[۱]، محمد علی آرین[۲*]، علی سلگی[۱]، رضا زارعی سهامیه[۳]، عبداله یزدی[۴]

۱-گروه زمین شناسی ، واحد علوم و تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

۲-گروه زمین شناسی، واحد تهران شمال، دانشگاه آزاد اسلامی ، تهران، ایران

۳- گروه زمین شناسی، دانشگاه لرستان، خرم آباد، ایران

۴- گروه زمین شناسی، واحد کهنوج، دانشگاه آزاد اسلامی، کهنوج، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۲/۶/۲۶، نسخه نهایی: ۱۴۰۲/۸/۶)

چکیده: منطقه حسین آباد در ۱۲۰ کیلومتری جنوب شرقی زنجان واقع است. سنگ‌های آتشفشانی در این منطقه دارای سن ائوسن و جوانتر از آن هستند. سنگ‌های آتشفشانی طیفی از گدازه‌های داسیتی، تراکی آندزیتی و آندزیتی به همراه توف را شامل می‌شوند. از نظر کانی‌شناسی، سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی دارای کوارتز، فلدسپات قلیایی، پلاژیوکلاز فراوان، پیروکسن و آمفیبول هستند. فلدسپات قلیایی از نوع سانیدین و پلاژیوکلازها از نوع الیگوکلاز و آندزین هستند. بافت‌های پورفیری، پورفیری ریزسنگی، گلومرو پورفیری و خال خال بافت در این سنگ‌ها غالب هستند. بررسی شیمی کانی‌های سنگ‌های منطقه نشان می‌دهد که ترکیب کلینوپیروکسن‌های این سنگ‌ها از انواع دیوپسید و اوژیت است. آمفیبول موجود در این سنگ‌ها از نوع ماگمایی و کلسیمی و دارای ترکیب شیمیایی پارگازیت است. بر اساس نمودارهای تعیین نوع ماگما، ماگمای سازنده سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد بررسی قلیایی است. نمودارهای دما-فشارسنجی بر پایهی ترکیب پلاژیوکلاز، پیروکسن و آمفیبول نشان‌دهنده دمای ۷۰۰ تا ۷۵۰ درجه سانتیگراد و فشار ۵ تا ۶،۵ کیلوبار هستندکه با ژرفای پوسته میانی-زیرین همخوانی دارد. از این رو، این سنگ‌ها در یک کرانه فعال قاره‌ای تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: *دما فشارسنجی؛ آمفیبول؛ پلاژیوکلاز؛ سنگ‌های آتشفشانی؛ ابهر.*

مقدمه

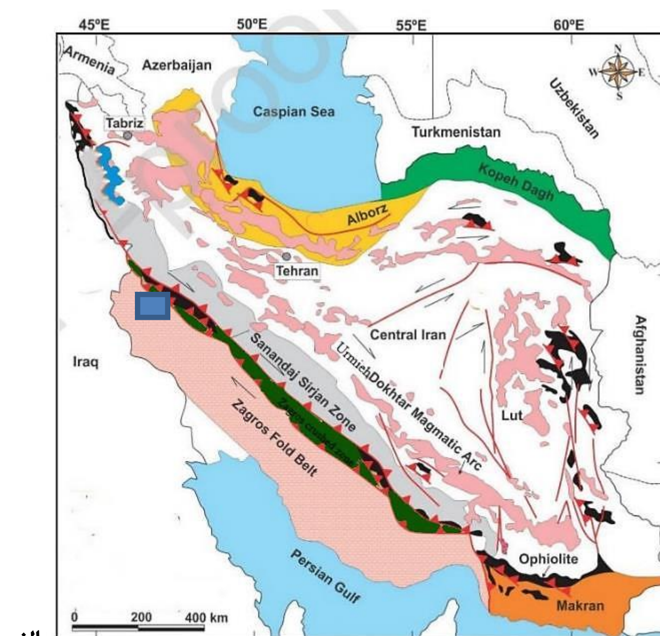
یکی از اهداف اصلی سنگ شناسی، تعیین دما و فشار تشکیل سنگ‌های آذرین و دگرگونی است که در سال‌های اخیر رشد چشمگیری داشته است. به این منظور، پژوهشگران از کانی‌های مختلفی چون پلاژیوکلاز، آمفیبول، پیروکسن، بیوتیت استفاده می‌کنند. البته استفاده از ترکیب کانی‌های معین و نیز کانی-های همزیست می‌تواند برای بررسی سنگ‌زایی و شکل‌گیری ماگمایی و همچنین مولفه‌های دما، فشار و گریزندگی اکسیژن ماگمای در حال تبلور مناسب‌تر باشد. کانی‌های سنگ‌های آذرین به ویژه درشت بلور دانش مفیدی در مورد تاریخ تکامل و شکل‌گیری یک ماگما به دست می‌دهند. با بررسی کانی‌ها و اجزاء تشکیل دهنده سنگ‌ها، می توان ترکیب ماگمای مادر، دمای تشکیل، نرخ صعود ماگما و ویژگی‌های فرایندهای موثر در سامانه باز را شناسایی کرد. بررسی ترکیب درشت بلورها می‌تواند در شناسایی فرایندهایی چون هضم و آمیختگی ماگمایی [۱-۳] و زمین دمافشارسنجی [۴] مفید باشد.

تعدادی از پژوهشگران [۶،۵] تشکیل سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در البرز و منطقه مورد بررسی که جزئی از طارم است را در ارتباط با پدیده فرورانش می‌دانند. طی سنوزوئیک به علت فازهای فشارشی پیرنئن و استرین پیش از تشکیل اقیانوس،

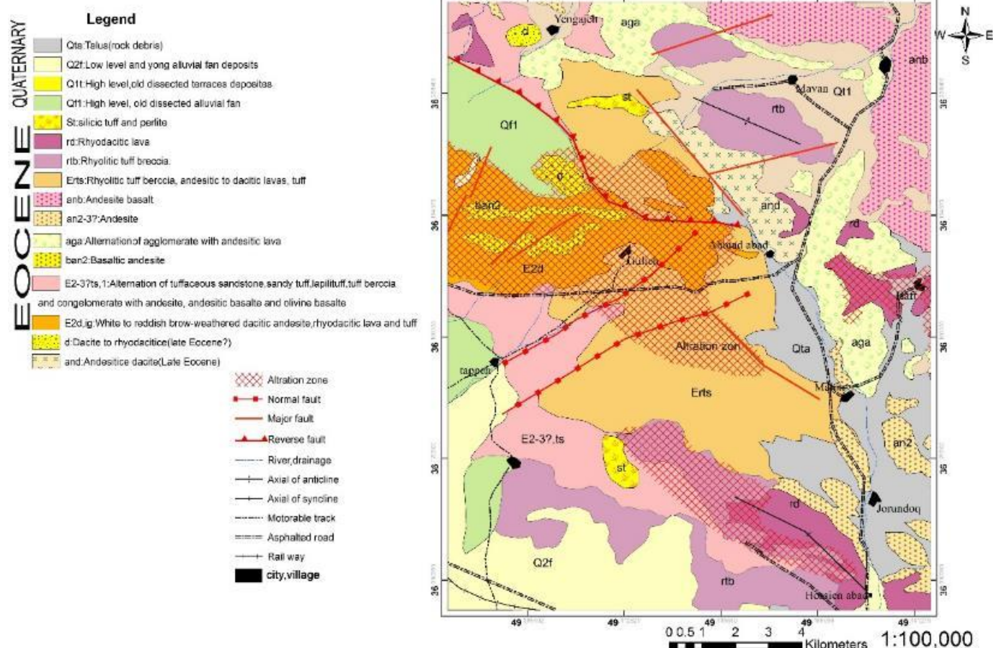
*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۳۷۸۸۳۷۸، پست الکترونیکی: mohamadaliarian049@gmail.com

[DOI: 10.61186/ijcm.32.2.197]

مجموعه کافت درون قاره‌ای در حال تشکیل بسته شده‌اند [۸،۷]. همچنین برخی پژوهشگران علت فعالیت ماگمایی سنوزوئیک ایران را وجود تیغه‌های گرمایی در زیر قطعه ایران مشابه شرق آفریقا دانسته‌اند. برخی نیز یک محیط کششی پشت کمان را برای پهنه البرز در ائوسن مطرح نموده‌اند [۹، ۱۰]. در نقشه زمین‌ساختی ساده شده ایران، (شکل ۱) موقعیت پهنه ماگمایی طارم در پهنه‌های ساختاری شمال ایران، به همراه موقعیت منطقه مورد بررسی مشخص شده است. در این پژوهش، شیمی کانی‌ها، دما، فشار و گریزندگی اکسیژن ماگمای مادر سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری منطقه و محیط زمین ساختی‌ماگمایی تشکیل آنها بررسی شده است.



الف



ب

شکل ۱ الف- نقشه زمین شناسی ساده شده ایران [۱۱] بر اساس سن‌سنجی اورانیوم-سرب زیرکن سنگ‌های پرکامبرین ایران [۱۲]. ب- نقشه زمین شناسی منطقه مورد بررسی با کمی تغییر نسبت به نقشه زمین شناسی ابهر .

[DOI: 10.61186/ijcm.32.2.197]

زمین شناسی منطقه

منطقه حسین آباد شامل بخش جنوب شرقی نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ ابهر بوده که در ۱۲۰ کیلومتری جنوب شرقی زنجان و در جنوب آزادراه تهران-تبریز واقع است. این منطقه از دید زمین-شناسی مربوط به چارگوش زنجان بوده و از نظر تقسیمات زمین‌شناسی و ساختاری ایران به گزارش استوکلین [۱۱] از ایران مرکزی و به باور نبوی [۱۳] از البرز غربی محسوب می‌شود. سن واحدهای سنگی رخنمون یافته در گستره چارگوش زنجان از قدیم به جدید شامل پرکامبرین تا کواترنری است ولی سنگ‌های آتشفشانی در این منطقه گسترده دارای سن ائوسن هستند و سنگ‌های با سن قدیمی‌تر دیده نمی-شوند. فعالیت ماگمایی سنوزوئیک البرز که بیشتر به سن پالئوژن مربوط است، از نظر تقسیم‌های چینه‌شناسی معادل سازند کرج محسوب می‌شود [۱۴،۱۱]. بیشترین پراکندگی سنگ‌های آتشفشانی در این منطقه پیرامون روستاهای چناسوند، چنگور، حسین آباد و جورون داغ دیده می‌شود. روستاهای زاجکان، یوزباشی‌چای و مغول‌آباد در شمال ورقه ابهر واقع بوده و مربوط به بخش طارم سفلی هستند. در توف‌های آتشفشانی شمال ابهر، سنگواره نومولیت گزارش کرده‌اند [۱۵]. اسماعیلی و همکاران [۱۶] مجموعه آتشفشانی و آتشفشان آواری بخش شمالی چارگوش زنجان را با توجه به همبستگی سنگ چینه‌ای قابل مقایسه با سازند کرج دانسته‌اند. از دیدگاه سنگ چینه‌ای، واحدهای سنگی منطقه را می‌توان به دو بخش سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری (سازند کرج) و توده‌های نفوذی و نیمه عمیق شبه آتشفشانی تقسیم نمود.

سنگ‌های آتشفشانی بیشتر شامل گدازه‌های داسیتی، تراکی آندزیتی و آندزیتی به همراه توف‌های داسیتی و تراکی آندزیتی، لاپیلی توف‌ها و برش‌ها هستند. سنگ‌های آتشفشانی پالئوژن ضخامت زیادی دارند و بیشتر طی سه فاز آتشفشانی تشکیل شده‌اند. فاز نخست با سن ائوسن شامل گدازه‌ها و آذراواری‌های سازند کرج، توف‌های زیردریایی همراه رسوب‌ها است (سازند کرج) که به دو عضو کردکند و آمند تقسیم می-شود.

در این منطقه، بررسی های صحرایی نشان داده است که از سازند کرج فقط سه عضو Ea4- Ea6-Ea5 حضور دارند که مربوط به مجموعه آمند بوده [۱۷،۱۶] و از نظر سنی وابسته به ائوسن هستند. سازندهای قدیمی‌تر با سنگ‌های آتشفشانی پالئوژن پوشیده شده‌اند. واحدهای کواترنری در این منطقه شامل پادگانه‌های آبرفتی درهم ریخته قدیمی (Q1t) و تالوس یا قطعه‌های سنگی (Qta) هستند که به صورت سنگلاخی و سنگریزه در دامنه یافت می‌شوند. شکل ۱ ب نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی را نشان می‌دهد.

روش بررسی

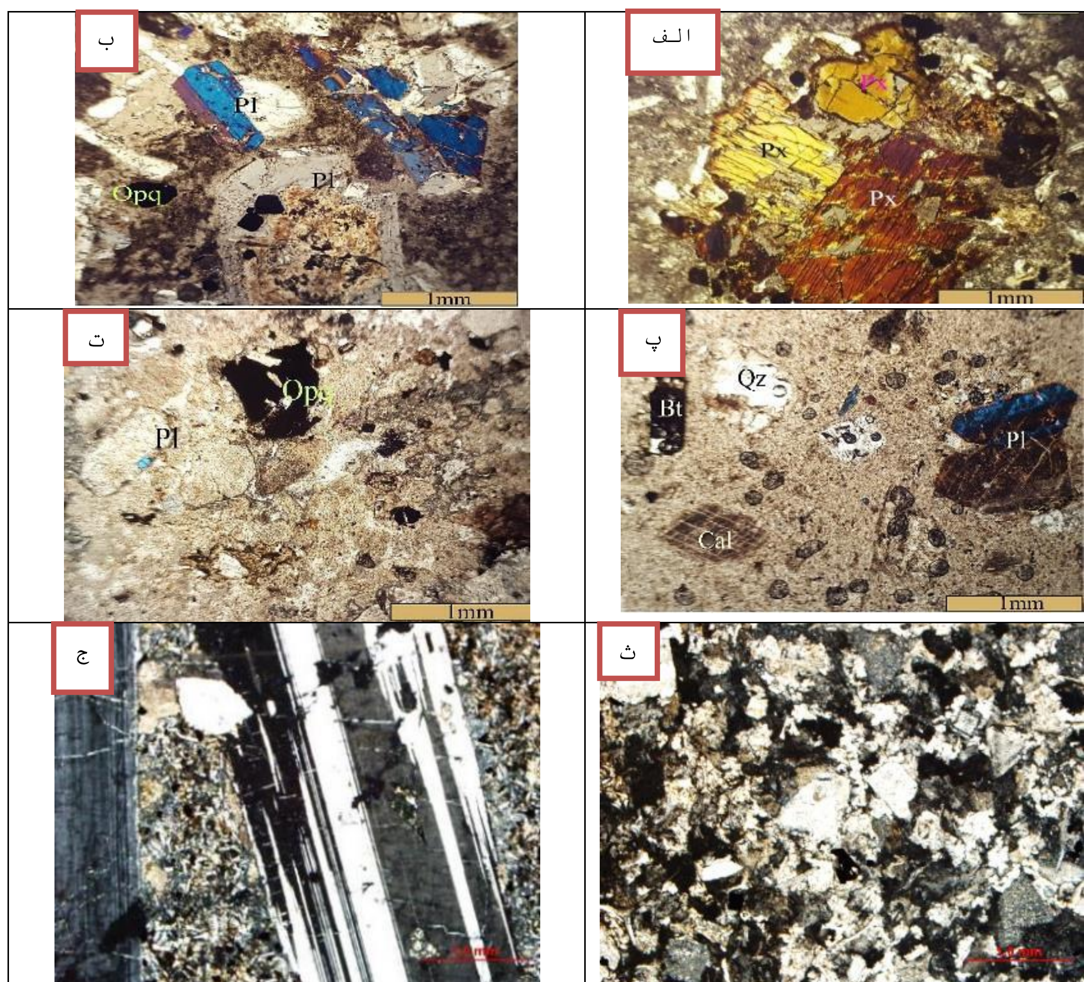
طی پیمایش‌های صحرایی، با نمونه‌برداری اصولی، تعداد ۱۰۰ نمونه برداشت و ۵۰ مقطع نازک از آنها تهیه و بررسی شد. برای بررسی‌های دمافشارسنجی بر سنگ‌های منطقه، تعداد ۶ مقطع نازک-صیقلی انتخاب و ۱۵ تجزیه نقطه‌ای از کانی‌های آمفیبول، پیروکسن و پلاژیوکلاز به روش ریزپردازشی (EPMA) انجام شد. تجزیه نقطه‌ای کانی‌ها با ریزپردازش الکترونی با کاوشگر پرتوی ایکس (XPMA) در کانساران بینالود با دستگاه HORIBA مدل XGT-7200، با ولتاژ شتاب دهنده 50kV و شدت جریان ۱Am در نقاطی به قطر صد میکرون و در مدت زمان هشتاد ثانیه برای هر نقطه انجام شد.

سنگ‌نگاری

براساس بررسی‌های سنگ‌نگاری انجام شده بر نمونه‌های برداشت شده، سنگ‌های آتشفشانی این منطقه شامل آندزیت، تراکی آندزیت، تراکیت، داسیت، توف آندزیتی، توف تراکیتی، تراکی آندزیتی و توف ریوداسیتی - داسیتی هستند. که در ادامه، ویژگی‌های هر یک از این گروه‌ها شرح داده شده است.

تراکی آندزیت‌ها در نمونه‌های دستی به رنگ خاکستری مایل به تیره دیده می‌شوند و ریز بلور و گاهی بدون بلور هستند. پلاژیوکلازها (۲۰-۲۵ درصد حجمی) دارای ماکل چندریخت هستند و به کلسیت، کلریت، آلبیت و اپیدوت دگرسان شده‌اند. فلدسپات قلیایی (۱۰ درصد حجمی) اغلب نیمه شکل‌دار بوده و از نوع سانیدین با ماکل کارلسباد است. بلورهای بیوتیت بیشتر بی شکل تا نیمه شکل‌دار هستند. پیروکسن‌ها (۵-۱۰ درصد حجمی) به صورت ریز بلور دیده می‌شوند، از نوع اوژیت هستند و بیشتر به آمفیبول اورالیتی تبدیل شده‌اند. افزون بر این، آمفیبول اولیه به مقدار ۵ درصد حجمی دیده می‌شود. اکسیدهای آهن شامل مگنتیت، هماتیت و لیمونیت هستند که از کانی‌های فرعی این سنگ‌ها محسوب می‌شوند. کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها کلسیت، کلریت، اپیدوت و اکسیدهای آهن هستند که از تجزیه پلاژیوکلازها و کانی‌های فرومنیزین شکل گرفته‌اند (شکل ۲ الف).

[DOI: 10.61186/ijcm.32.2.197]



شکل۲ الف- حضور بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن در آندزیت. ب-بلورهای پلاژیوکلازشکل دارتا نیمه شکل دار و کانی های کدر در تراکیت. پ-بلورهای پلاژیوکلاز، بیوتیت، کلسیت وکوارتز در داسیت. ت-پلاژیوکلازهای دگرسان شده و کانی کدر در توف آندزیتی. ث-حضور کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و کانی‌های کدر در تراکی آندزیت. ج-پلاژیوکلازهای سوسوریتی شده به همراه کانی‌های مافیک در توف تراکی آندزیتی یا آندزیتی. همه تصاویر در نور قطبیده متقاطع (XPL) ثبت شده‌اند.

آندزیت‌ها در نمونه‌دستی به رنگ‌های خاکستری تا خاکستری مایل به صورتی دیده می‌شوند. آنها بافت پورفیری و گلومروپورفیری دارند و در زیر میکروسکوپ دارای درشت بلور-های پلاژیوکلاز و پیروکسن در یک زمینه شیشه‌ای و ریز بلور هستند. پلاژیوکلازها (۳۰- ۲۵ درصد حجمی) نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار و دارای ماکل چندریخت هستند و گاهی منطقه-بندی یا ساخت‌منطقه‌ای نشان می‌دهند. بلورهای پیروکسن (۱۵-۲۰ درصد حجمی) اغلب نیمه شکل‌دار و ریز بلور تا متوسط بلور هستند. اپیدوت، کلسیت، سریسیت، کلریت و اکسیدهای آهن کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها بوده که برآمده از دگرسانی پلاژیوکلازها و پیروکسن هستند.

تراکیت‌ها در صحرا و در نمونه دستی به رنگ خاکستری و صورتی تا خاکستری کم رنگ دیده می‌شوند. آنها در زیر میکروسکوپ دارای درشت بلورهای پلاژیوکلاز (۲۰- ۱۵ درصد حجمی) به‌شدت دگرسان شده و بلورهای پیروکسن (۱۰-۵ درصد حجمی) نیمه شکل‌دار هستند (شکل ۲ ب). کانی پیروکسن اغلب دگرسان شده و فقط آثاری از آن باقی مانده است. کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها را کلسیت، کلریت، کانی‌های رسی و اکسیدهای آهن تشکیل می‌دهند که از دگرسان شدن پلاژیوکلاز و پیروکسن شکل گرفته‌اند. آنها دارای بافت پورفیری هستند.

داسیت‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن دیده می‌شوند. آنها در زیر میکروسکوپ دارای بلورهای پلاژیوکلاز در یک زمینه شیشه‌ای و ریزبلور هستند. پلاژیوکلاز (۲۵-۲۰ درصد حجمی) به صورت نیمه شکل‌دار و بی‌شکل است. کانی-های مافیک این سنگ‌ها آمفیبول (۵-۱۰ درصد حجمی) و

[DOI: 10.61186/ijcm.32.2.197]

بیوتیت هستند که بیوتیت‌ها بر اثر دگرسانی شدید قابل شناسایی نیستند و قالب تیره رنگ آن‌ها باقی مانده است. کوارتز به مقدار ۲۵-۲۰ درصد حجمی و همچنین به صورت ریز بلور در زمینه سنگ دیده می‌شود. کانی ثانویه این سنگ‌ها اکسیدهای آهن از نوع هماتیت و مگنیتیت هستند. کلسیت، کلریت و سریسیت به همراه اکسیدهای آهن و نیز بقایایی از آمفیبول و بیوتیت در زمینه سنگ دیده می‌شوند (شکل۲ پ). بافت سنگ پورفیری است.

توف ریوداسیتی در نمونه دستی به رنگ خاکستری تا خاکستری تیره دیده می‌شود. این سنگ در زیر میکروسکوپ به شدت دگرسان شده دیده می‌شود. زمینه آن را کلسیت، زئولیت و اکسیدهای آهن فرا گرفته است. بافت سنگ شیشه‌ای ریزسنگی پورفیری است. پلاژیوکلازها از عمده‌ترین کانی‌های اصلی این توف‌ها هستند که اغلب همه آنها دگرسان شده‌اند و به زحمت قابل شناسایی هستند. بلورهای ریزکوارتز در زمینه سنگ پراکنده هستند. هیچ کانی اصلی دیگری شناسایی نشد. کانی‌های ثانویه این توف‌ها کلسیت، کلریت، اکسیدهای آهن و کانی‌های رسی هستند که زمینه سنگ را تشکیل داده‌اند. حفره‌های سنگ با زئولیت پر شده‌اند و قطعه‌های سنگی در زمینه سنگ دیده می‌شوند.

توف آندزیتی درنمونه دستی به رنگ خاکستری تا صورتی کم رنگ دیده می‌شود. این سنگ در زیر میکروسکوپ دارای درشت بلورهای پلاژیوکلاز در یک زمینه ریزبلور و ریزسنگی است و بافت‌های پورفیری و پورفیری ریزسنگی دارد. بلورهای پلاژیوکلاز دارای ماکل چندریخت هستند. آنها در لبه‌ها و در راستای ماکل‌ها تجزیه شده و به کلسیت، سریسیت و اپیدوت تبدیل شده‌اند. پیروکسن به شدت دگرسان شده و به اپیدوت تبدیل شده است. اکسیدهای آهن کانی فرعی سنگ هستند که حدود ۳ درصد حجمی سنگ را شامل می‌شوند. کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها کلریت، کلسیت، اپیدوت به همراه اکسیدهای آهن نوع گوتیت، هماتیت و مگنیتیت هستند که از تجزیه پلاژیوکلازها و کانی‌های مافیک شکل گرفته‌اند. شکستگی بلورها و لایه‌بندی در زمینه این سنگ‌ها تفاوت آن‌ها با گدازه‌های آندزیتی است.

توف تراکیتی یا تراکی آندزیتی در نمونه دستی به رنگ خاکستری تا خاکستری تیره دیده می‌شود. این سنگ‌ها در زیر میکروسکوپ به شدت دگرسان شده دیده می‌شوند. زمینه را کلسیت، زئولیت و اکسیدهای آهن تشکیل می‌دهند. پلاژیوکلازها از عمده‌ترین کانی‌های اصلی این توف‌ها هستند که اغلب همه آنها دگرسان شده‌اند. آنها ریز بلور تا متوسط بلور بوده و دارای ماکل چندریخت هستند که در راستای ماکل‌ها اغلب دگرسان شده‌اند. کانی‌های فرعی سنگ اکسیدهای آهن هستند که در زمینه سنگ دیده می‌شوند. کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها کلسیت، کلریت، اپیدوت و اکسیدهای آهن هستند که زمینه سنگ را تشکیل داده‌اند (شکل‌های ۲ ث، ج). بافت سنگ پورفیری و ریزسنگی است.

شیمی کانی‌ها

در جدول‌های ۱، ۲، ۳ و ۴ نتایج تجزیه کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و آمفیبول ارائه شده است.

پیروکسن: ترکیب شیمیایی درشت‌بلورهای کلینو پیروکسن در تراکی آندزیت‌ها $En_{13.27}$ $Fs_{71.68}$ $Wo_{15.06}$ تا En_0 $Fs_{5.41}$ $Wo_{51.18}$ و آندزیت‌ها در En_0 $Fs_{1.92}$ $Wo_{53.93}$ است. چنانکه در شکل ۳ دیده می‌شود، پیروکسن‌ها در نمونه‌های مورد بررسی از انواع کلسیم-سدیم دار هستند [۱۸]. با استفاده از نرم افزار اکسل (Spreadsheet)، نوع کانی‌های کلینو پیروکسن، محاسبه شد که نتایج آن در ادامه آورده شده است.

در نمودار مرجع [۱۹]، نمونه‌ها بیشتر در گستره بازالت‌های آهکی قلیایی و قوس آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل‌های ۴ الف و ب). نمونه‌ها براساس نمودار تعیین محیط زمین‌ساختی [۲۰]، در محیط بازالت‌های قوس آتشفشانی (VAB) و بر پایه نمودار مرجع [۲۱] در محیط برخورد واقع می‌شوند (شکل‌های ۴ پ و ت).

کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های قلیایی نسبت به سنگ‌های تولئیتی دارای غنی‌شدگی از TiO_2و Na_2O و تهی‌شدگی از Cr_2O_3 هستند [۲۲]. این امر در ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌های منطقه مورد بررسی دیده می‌شود. در ذوب بخشی گوشته‌ای، عنصرهای سدیم و تیتانیوم ناسازگارند و فاز مذاب را ترجیح می‌دهند. از این رو، تمرکز کمتر TiO_2 در مذاب با خاستگاه گوشته تهی شده و مقادیر بالاتر آن با خاستگاه غنی شده یا کمتر تهی شده به گوشته ژرف بازالت جزایر قوسی (OIB) [۲۳] یا گوشته دگرسان شده زیر قاره‌ای [۲۴] نسبت داده می‌شود. بر اساس ویژگی‌های شیمی کانی پیروکسن در سنگ‌های منطقه، می‌توان نتیجه گرفت که ماگمای سازنده این سنگ‌ها از یک گوشته غنی شده شکل

[DOI: 10.61186/ijcm.32.2.197]

گرفته و از نظر زمین‌ساختی در یک محیط کرانه قاره تشکیل شده است. گریزندگی اکسیژن اثر ویژه‌ای در تغییر دمای ذوب و ترکیب مذاب و بلور دارد [۲۵] و عامل موثری در کنترل فرایندهای ماگمایی بوده [۲۶-۳۱] و همچنین بر توالی تبلور و نوع کانی‌های تبلور یافته نیز تاثیرگذار است. براساس نمودار $Al^{IV}+Na$ نسبت به $Al^{VI}+2Ti+Cr$ که خود تابعی از مقدار آهن ۳ ظرفیتی پیروکسن‌هاست (شکل ۵)، می‌توان مقدار گریزندگی اکسیژن را بدست آورد [۳۲].

جدول ۱ نتایج تجزیه ریزپردازشی کانی پیروکسن(بر حسب درصد وزنی).

نمونه	M-01	M-07	M-02	M-03	M-04	M-06
سنگ	داسیت				تراکی داسیت	
SiO_2	۶۵٫۲۸	۶۵٫۸۹	۶۶٫۵۳	۶۴٫۳۶	۵۹٫۸۵	۵۹٫۳۸
TiO_2	۰٫۴۵	۰٫۴۴	۰٫۴۵	۰٫۴۵	۰٫۵۷	۰٫۵۶
Al_2O_3	۱۵٫۳۴	۱۵٫۷۴	۱۵٫۲۸	۱۵٫۹	۱۶٫۳۲	۱۵٫۶۶
TFe_2O_3	۴٫۵۴	۴٫۹	۳٫۸۱	۴٫۳	۵٫۹۹	۴٫۰۶
MnO	۱٫۴۶	۰٫۸۸	۰٫۵۹	۱٫۶۳	۱٫۹۴	۱٫۷
MgO	۰٫۰۸	۰٫۱۲	۰٫۱۳	۰٫۱۰	۰٫۱۳	۰٫۱۸
CaO	۳٫۳۸	۴٫۱۳	۳٫۶۲	۴٫۱۴	۵٫۶۷	۸٫۵۷
Na_2O	۳٫۶۳	۳٫۱۴	۴٫۲۷	۳٫۳۰	۴٫۸۰	۴٫۶۹
K_2O	۳٫۹۳	۳٫۷۲	۳٫۸۵	۴٫۰۱	۳٫۴۴	۳٫۸۹
P_2O_5	۰٫۱۷	۰٫۱۴	۰٫۱۴	۰٫۱۸	۰٫۱۶	۰٫۱۶
BaO	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۵
مرجع	۹۸٫۳۳		۹۸٫۷۳	۹۸٫۴۴	۹۸٫۱۳	۹۸٫۹۰

جدول ۲ نتایج تجزیه ریزپردازشی کانی پلاژیوکلاز (بر حسب درصد وزنی) .

نمونه	M213	M17	M9	M213	M5	M17
سنگ	آندزیت	آندزیت	تراکی آندزیت	آندزیت	تراکی آندزیت	آندزیت
SiO_2	۷۰٫۶۶	۶۴٫۰۱	۵۳٫۵۹	۶۱٫۲۳	۵۷٫۱۲	۷۰٫۶۶
TiO_2	۰	۰	۰٫۱۴	۰٫۲۷	۰	۰
Al_2O_3	۱۴٫۱۵	۱۵٫۱۱	۲۴٫۲۸	۲۰٫۷۸	۲۰٫۱	۱۶٫۹۸
Fe_2O_3	۰٫۲۱	۰٫۳	۰٫۹۳	۰٫۹۵	۰٫۵۸	۰٫۲۲
Cr_2O_3	۰	۰	۰	۰	۰	۰
MnO_2	۰	۰	۰	۰	۰	۰
MgO	۰	۰	۰	۰٫۶۲	۰	۰
CaO	۲٫۵۳	۰٫۵۱	۱۵٫۲۷	۲٫۲۶	۱۲٫۵۵	۰٫۶۵
Na_2O	۱۱٫۸۳	۳٫۵۲	۴٫۸	۷٫۶۵	۶٫۳۳	۱۱٫۱۳
K_2O	۰٫۱۲	۵٫۷۲	۰٫۸۶	۴٫۹۱	۱٫۱۸	۰٫۱۸
ZrO_2	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۰	۰	۰٫۱۳	۰٫۰۴
Yb_2O_3	۰٫۴۱	۰٫۷۱	۰٫۰۷	۰	۰٫۰۷	۰٫۰۵
مجموع	۹۹٫۹۶	۹۹٫۹۵	۹۹٫۹۴	۹۸٫۶۷	۹۸٫۰۶	۹۹٫۹۱

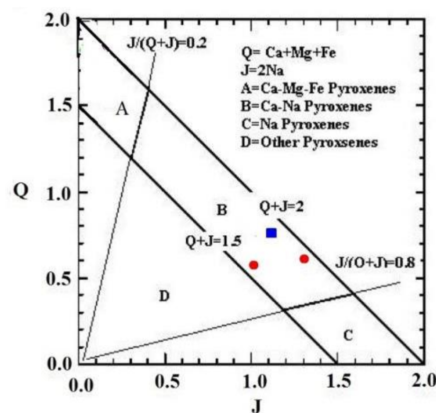
جدول ۳ نتایج تجزیه کانی آمفیبول (برحسب درصد وزنی).

نمونه	M9	M9	M7	M7
سنگ	**تراکی آندزیت**	**تراکی آندزیت**	داسیت	داسیت
SiO_2	۴۵٫۵۲	۴۵٫۲۱	۴۴٫۱۲	۴۴٫۸۸
TiO_2	۱٫۸۲	۱٫۸۹	۱٫۴۴	۱٫۵۷
Al_2O_3	۱۰٫۲۸	۱۰٫۵۷	۱۲	۱۱٫۵
Fe_2O_3	۱۰٫۶۹	۱۰٫۶	۱۳٫۵	۱۲٫۲
MnO	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۰٫۱۶	۰٫۱۲
MgO	۱۵٫۸۳	۱۵٫۷۰	۱۳٫۱۴	۱۴
CaO	۱۱٫۱۳	۱۱٫۳۰	۱۰٫۶	۱۰٫۷۵
Na_2O	۲٫۰۲	۲٫۲۲	۲٫۱۸	۲٫۲
K_2O	۰٫۴۵	۰٫۴۷	۰٫۴۸	۰٫۴۴

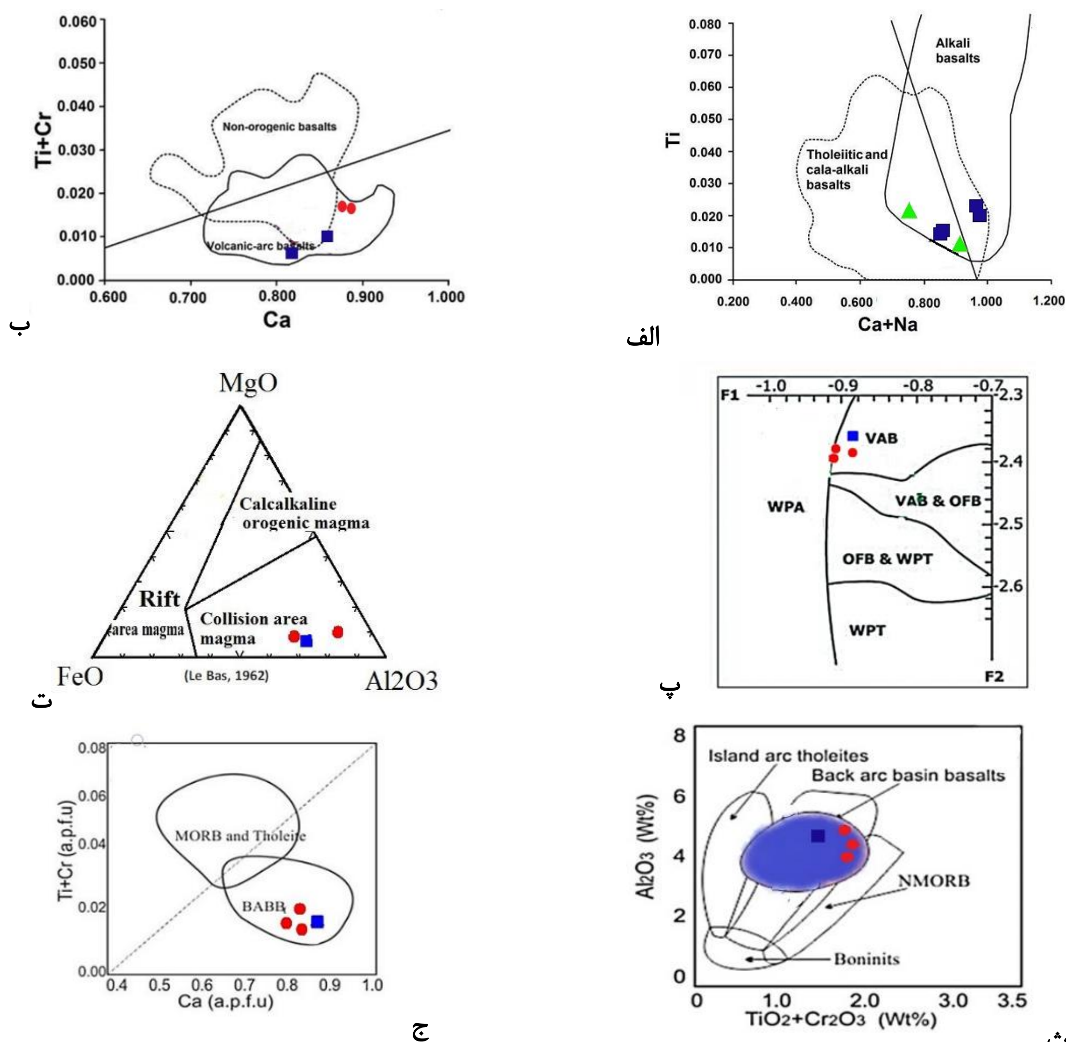
جدول ۴ تعیین نوع کانی پیروکسن.

No	Wo	En	Fs	Ac
نمونه M9	۱۵٫۰۵	۱۳٫۰۷	۷۱٫۶۸	۰
نمونه:M3	۵۳٫۹۳	۰	۲٫۲۲	۴۳٫۸۵
نمونه M7	۵۰٫۵۴	۰	۱٫۹۲	۴۷٫۵۵
نمونه M7	۵۱٫۱۸	۰	۵٫۴۱	۴۳٫۴۱

[DOI: 10.61186/ijcm.32.2.197]

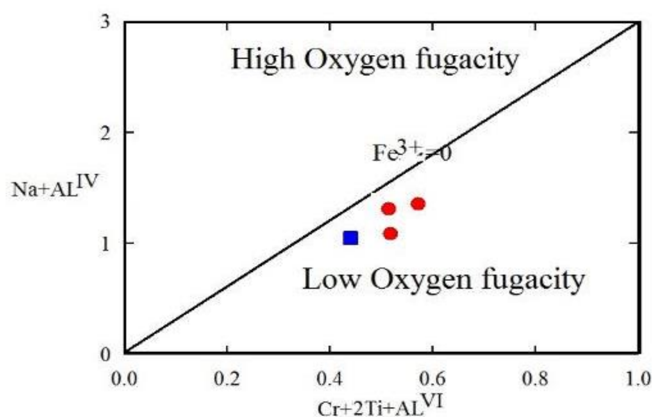


شکل ۳ موقعیت پیروکسن نمونه‌های مورد بررسی در نمودارQ-J [۱۹].



شکل ۴ الف نمودار Ti-Ca+Na؛ ب-نمودارTi+Cr-Ca ؛ پ-نمودار تعیین محیط زمین‌ساختی [۲۱] (VAB: بازالت های قوس آتشفشانی، WPA: بازالت‌های قلیایی درون صفحه‌ای، WPT: بازالت‌های تولئیتی درون صفحه‌ای، OFB: بازالت‌های کف اقیانوسی، A: قلیایی، P : فوق قلیایی و S: نیمه قلیایی). ت- استفاده از کانی کلینوپیروکسن برای تعیین محیط زمین‌ساختی [۲۲]. ث- نمودار Al_2O_3 نسبت به $TiO_2+Cr_2O_3$ [۲۳] ج- Ca نسبت به Ti+Cr [۲۰].

[DOI: 10.61186/ijcm.32.2.197]



شکل ۵ نمودار $Al^{IV}+Na$ نسبت به $Al^{VI}+2Ti+Cr$ برای برآورد گریزندگی اکسیژن [۳۳].

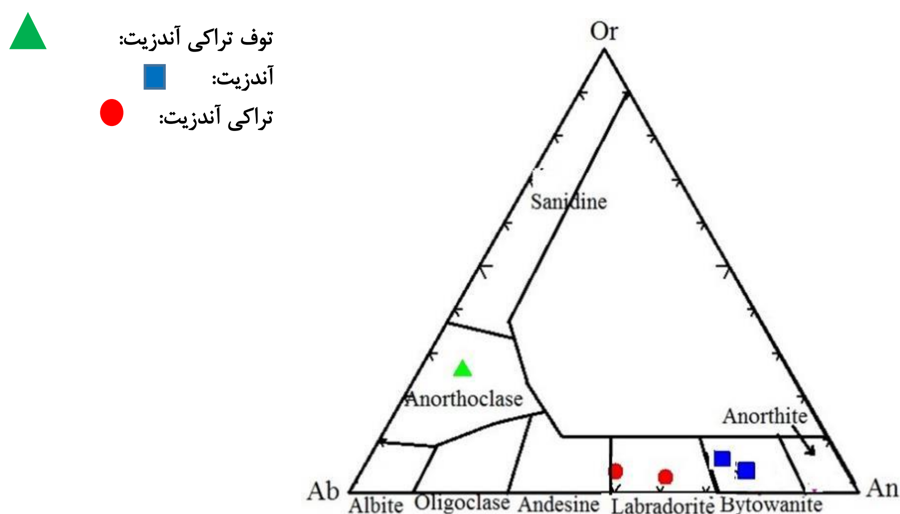
پلاژیوکلاز: پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی در سنگ‌های منطقه است که به دو صورت درشت بلور و ریزسنگ حضور دارد.

براساس نمودارمثلثی Or-Ab-An [۲۹]، پلاژیوکلاز سنگ-های آذرین منطقه در گستره لابرادوریت و بایتونیت قرار دارند (شکل ۶) [۳۴]. فشار بخار آب، صعود ناگهانی ماگما و ایجاد شرایط نامتعادل ماگمایی به ترتیب باعث کاهش مقدار آنورتیت می‌شوند [۳۵].

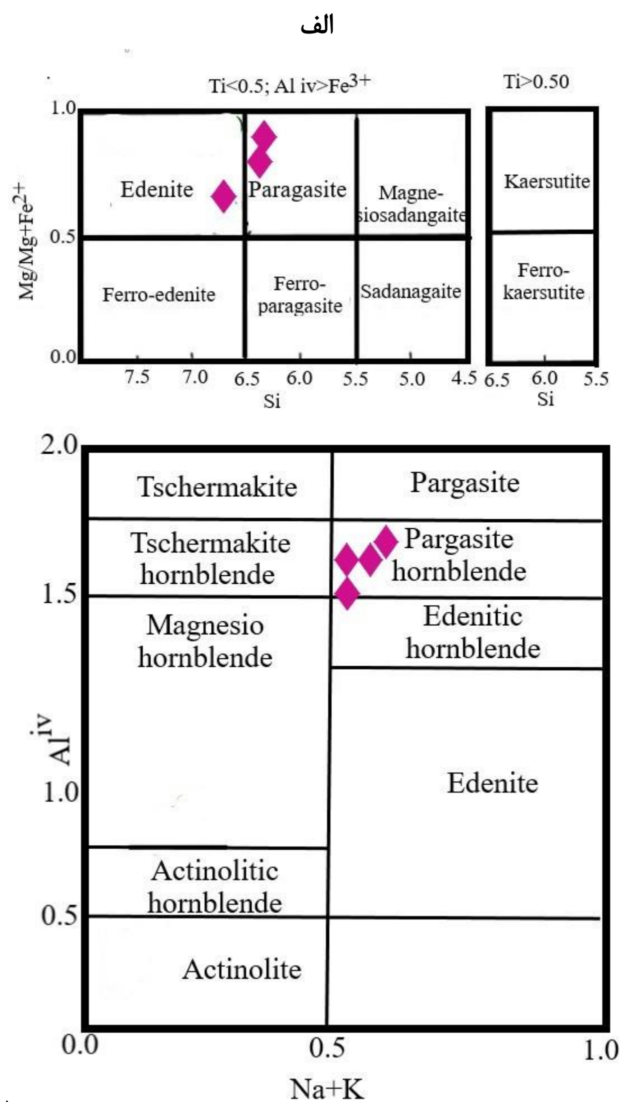
آمفیبول: فرمول ساختاری آمفیبول بر پایه ۲۳ اتم اکسیژن و ۱۳ کاتیون محاسبه شده است. به باور برخی پژوهشگران [۳۶]، آمفیبول‌های ماگمایی کمتر از ۷٫۳ درصد وزنی سیلیس دارند، در حالی که آمفیبول‌های با سیلیس بیشتر از ۷٫۳ بر اثر فرایند زیر خط انجماد تشکیل شده‌اند [۳۷]. آمفیبول‌های سنگ‌های منطقه مورد بررسی بیشتر از ۷٫۳ درصد سلیس دارند و از این رو، بر اثر فرایند زیر خط انجماد شکل گرفته‌اند. بررسی‌های آزمایشگاهی نشانگر وابستگی ترکیب آمفیبول‌ها به شیمی سنگ کل، فشار، دما و گریزندگی اکسیژن است [۳۸-۴۱]. فشار یک عامل غالب و موثر بر تفاوت بارز مقدار آلومینیوم کل آمفیبول‌ها بوده و نیز معرف عمق جایگزینی در توده‌های نفوذی است [۴۲]. از نمودارهای مرجع [۴۳] برای تعیین نوع آمفیبول‌ها استفاده شد (شکل ۷). بطور کلی، آمفیبول‌های مورد بررسی از نوع غنی از Ca و Na و از این رو از نوع آمفیبول‌های کلسیمی هستند. مقادیر BCa آنها بیشتر از ۱٫۵ (۱٫۸- ۱٫۲ در سنگ‌های خروجی) است. آمفیبول‌های مورد بررسی فقیر از Ti هستند و مقدار کاتیون‌های Ti در فرمول ساختاری آنها کمتر از ۰٫۵ (۰٫۱۰ تا ۰٫۱۹ در سنگ‌های خروجی) است. کم بودن مقدار Ti در این کانی‌ها را می‌توان به احتمال بسیار با تبلور ایلمنیت توجیه کرد. به طوری که با تبلور ایلمنیت در ماگما، عنصر Ti بجای ورود به شبکه آمفیبول‌ها، وارد شبکه ایلمنیت شده و از نظر آمفیبول‌های همزیست با ایلمنیت و آمفیبول‌های متبلور شده در فازهای بعدی ماگما فقیر از Ti می شوند.

مقدار آلومینیوم چاروجهی و هشت وجهی سنگ‌های منطقه به ترتیب برابر با حدود ۱٫۶- ۵٫) و ۰٫۳۹-۰٫۲ است. در نمودار قلیایی‌های موجود در جایگاه A نسبت به آلومینیوم چاروجهی [۴۳،۴۴] آمفیبول‌ها بیشتر از نوع هورنبلند پارگازیتی (Pargasitic hornblende) هستند. به نظر برخی پژوهشگران [۴۵]، نمونه‌های پارگازیتی با غلظت FeO بیش از ۱۲درصد وزنی در رده فروپارگازیت قرار می‌گیرند. از نمودارهای مراجع [۴۵،۴۶] می‌توان نوع آمفیبول اولیه و ماگمایی را مشخص کرد. براساس هر دو نمودار نمونه‌های مورد بررسی در گستره اولیه و ماگمایی قرار دارند (شکل ۸). پارگازیت‌ها در ترکیب خود دارای Ti قابل توجهی نسبت به دیگر آمفیبول‌ها هستند [۴۳]. در ترکیب پارگازیت‌های مورد بررسی عدد منیزیم (Mg#=Mg/Mg+Fe) از ۰٫۸۵ تا ۰٫۹۱ متغیر است که وابستگی به ماگمای مافیک را نشان می‌دهد [۴۷] و روند تغییرات افزایشی TiO_2 با مقادیر ۱٫۴۵ تا ۱٫۹۰، کاهش Al_2O_3 با مقادیر ۱۰٫۲۵ تا ۱۲، کاهش Na_2O با مقادیر ۲ تا ۲٫۲۲ و کاهش K_2O با مقادیر ۰٫۴۵ تا ۰٫۵۰ با یکای عدد جرمی نسبت به عدد منیزیم با روند تبلور جدایشی ماگمای میزبان همخوانی دارد و نشانگر تشکیل این کانی‌ها در سنگ‌های منطقه در اثر تبلور جدایشی است (شکل ۹).

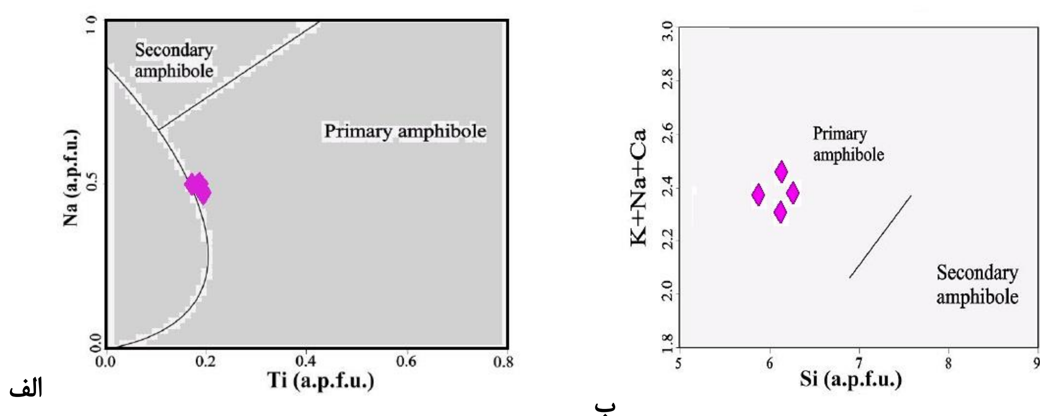
[DOI: 10.61186/ijcm.32.2.197]



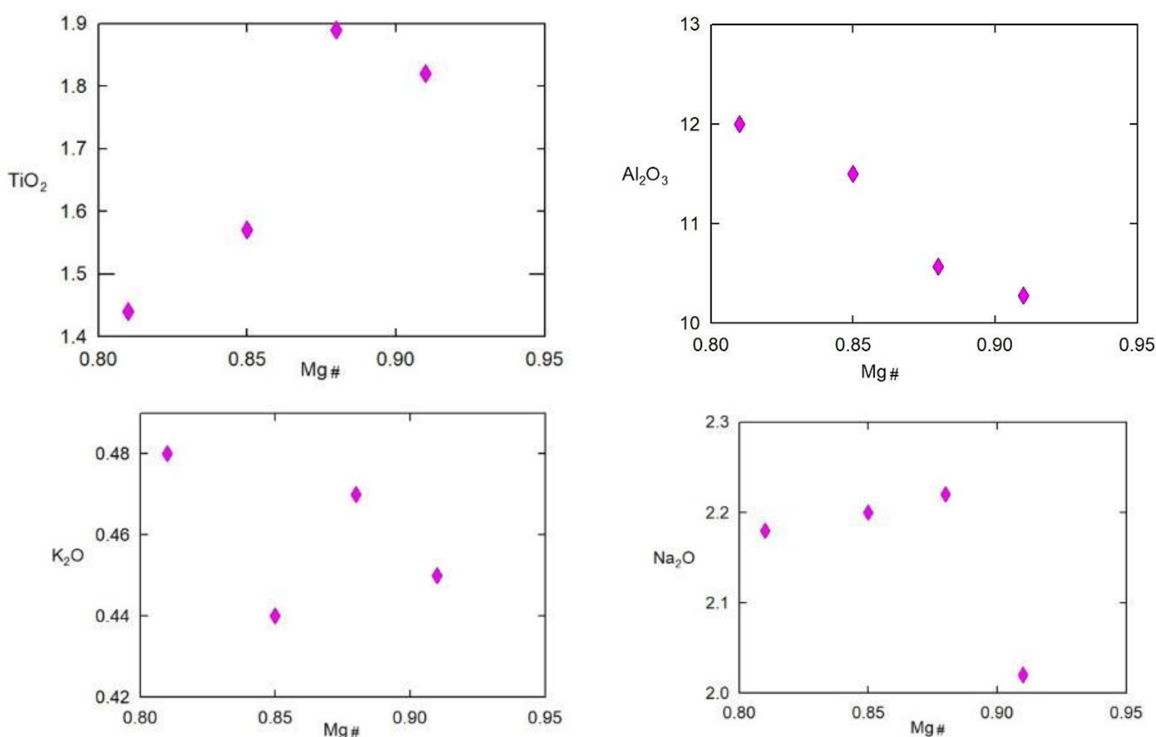
شکل۶ تعیین ترکیب فلدسپارهای سنگ‌های آذرین منطقه [۳۴].



شکل۷ رده‌بندی آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های منطقه براساس الف) در نمودار مرجع [۴۳] و ب- نمودار پیشنهادی مراجع [۴۴،۴۳]



شکل۸ الف-نمودار مرجع [۴۵] و ب- نمودار مرجع [۴۶].



شکل ۹ تغییرات اکسیدها نسبت به عدد منیزیمی [۴۸].

عدد Mg در آمفیبول‌ها عامل مهمی برای شناسایی خاستگاه ماگماست [۴۹] و مقدار بیش از ۰/۷ را به خاستگاه گوشته‌ای و کمتر از ۰/۵ را به خاستگاه پوسته‌ای و بین این دو مقدار را به خاستگاه آمیزه پوسته و گوشته مربوط می‌دانند [۵۰،۴۹] عدد Mg از آنجا که در نمونه‌های مورد بررسی ۰/۸۱ تا ۰/۹۱ بوده، نشانگر خاستگاه گوشته‌ای برای مذاب تشکیل دهنده آمفیبول‌های منطقه است. ترکیب آمفیبول با ۱/۵ AL^{iv}> گویای آمفیبول‌های تشکیل شده در کرانه فعال قاره‌ای در فشارهای بالای ۵ کیلوبار [۵۱،۳۹]. مقدار AL^{iv} نمونه‌های مورد بررسی که بیش از ۱/۵ است، نشانگر تشکیل سنگ‌های منطقه در کرانه فعال قاره‌ای است. آمفیبول‌های موجود در مجموعه‌های نیمه قلیایی نسبت به انواع موجود در مجموعه های قلیایی، TiO_2 مقدار کمتری دارند، اما در آمفیبول‌های با مقدار MgO ۱۴-۹ درصد وزنی مقدار TiO_2 به حدود ۳/۵ درصد وزنی نیز می‌رسد [۴۷]. همچنین آمفیبول‌های نیمه قلیایی، مقدار K_2O، Al_2O_3 و Na_2O کمتری نسبت به محیط

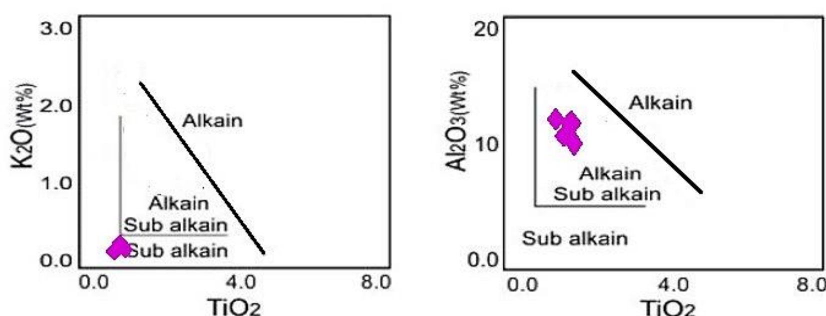
[DOI: 10.61186/ijcm.32.2.197]

قلیایی دارند [۴۸]. نمونه‌های آمفیبول مورد بررسی دارای مقدار MgO از ۱۳٫۱۴ تا ۱۶ درصد وزنی هستند و براساس نمودارهای دو متغیره TiO_2 نسبت به K_2O، Al_2O_3 [۴۷]، نمونه‌های آمفیبول در گستره نیمه قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۱۰).

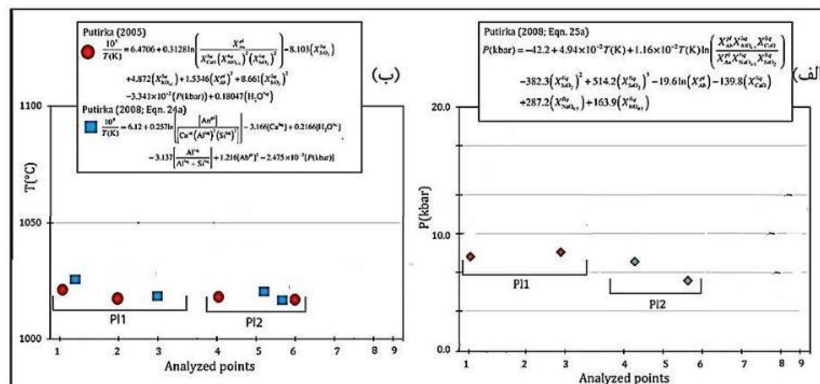
زمین دماسنجی و زمین فشارسنجی

دما-فشار سنجی پلاژیوکلاز

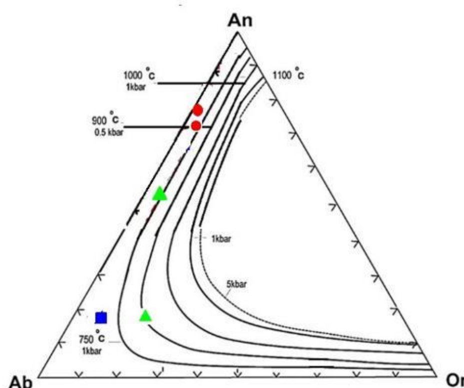
فشارسنجی و دماسنجی بر پایه تعادلی شیمی بلور- مذاب میزبان به دو روش مختلف [۵۳،۵۲] انجام شد. بر این اساس، بلورهای پلاژیوکلاز سنگ‌های آندزیتی (PL1) در گستره فشار ۷ تا ۸ کیلوبار و دمای ۱۰۱۵ تا ۱۰۲۰ درجه سانتیگراد و سنگ‌های تراکی آندزیتی (PL2) در گستره فشار ۵،۵ تا ۶ کیلوبار و دمای ۱۰۷۵ تا ۱۰۹۵ درجه سانتیگراد متبلور شده‌اند (شکل ۱۱). چنانکه در نمودار سه تایی Ab-An-Or شکل ۱۰ دیده می‌شود، پلاژیوکلازهای نمونه‌های مورد بررسی در حدود دمای ۷۵۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتیگراد تشکیل شده‌اند (شکل ۱۲).



شکل ۱۰ نمودارهای مرجع [۴۷].



شکل ۱۱ الف- فشارسنجی پلاژیوکلازها به روش مرجع [۵۳]. ب-دماسنجی پلاژیوکلازها به روش مراجع [۵۳،۵۲].



شکل ۱۲ موقعیت پلاژیوکلاز نمونه‌های مورد بررسی در نمودار سه تایی Ab-An-Or.

واس [۵۴] پیشنهاد کرد که می‌توان از نسبت‌های Al^{Vi}/Al^{Iv}، $Ti+Al^{IV}/Si$ و $TiO_2/(Mg+Mg+Fe)$ در پیروکسن‌ها به عنوان فشار سنج استفاده کرد. در نمودار Al^{Vi}/Al^{Iv}، [۵۵،۵۶] قرارگیری نمونه‌ها در گستره فشار متوسط قرار می‌گیرند (شکل ۱۳). همچنین در ساختار کلینوپیروکسن‌ها، Cr در تعادل با Al^{Vi} است و نسبت $Cr*100/Cr+ Al^{Vi}$ در پیروکسن‌ها با فشار رابطه مستقیم دارد [۵۷]. به طوری که در کلینوپیروکسن‌ها، مقدار آلومینیوم در فشار بالا (بیش از Gpa ۳/۵) با واکنش $NaAlSi_3O_8= NaAlSi_2O_6+ SiO_2$ و در فشار پایین (۰/۵Gpa- ۱/۲۰) با واکنش $CaAl_2Si_2O_6=CaAl_2SiO_6+SiO_2$ کنترل می‌شود [۵۸]. واکنش نخست در عمق زیاد حدود ۱۲۰ کیلومتری (دربردارنده گارنت پریدوتیت) و واکنش دوم در عمق کمتر از ۴۰ کیلومتر روی می‌دهد. عمق مخزن ماگمایی بر پایه آلومینیوم موجود در ساختار پیروکسن‌ها تعیین شد. برخی پژوهشگران (برای مثال، [۵۵]) تاکید کرده‌اند که توزیع آلومینیوم در جایگاه‌های چاروجهی و هشت‌وجهی کلینوپیروکسن‌ها معیار مناسبی برای برآورد مقدار آب ماگما و فشار حاکم بر محیط تشکیل سنگ‌های آذرین است. با این مدل، پیروکسن‌ها در فشار ۵ کیلوبار متبلور شده‌اند و نیز مقدار آب ماگما کمتر از ۱۰٪ است (شکل ۱۳).

برآورد گریزندگی اکسیژن

گریزندگی اکسیژن (fO2) نقش مهمی در تغییر دمای مایعات، مذاب، ترکیب بلورها، کنترل فرآیندهای ماگمایی، توالی تبلور و انواع کانی‌های متبلور دارد [۲۶، ۳۱]. از سوی دیگر، Fe^{3+} در پیروکسن‌ها بستگی به مقدار Al^{VI} دارد، به طوری که با تعادل آلومینیوم در جایگاه‌های چاروجهی و هشت وجهی در ارتباط است [۲۶].

براساس نمودار $Al^{IV} + Na$ نسبت به $Al^{VI} + 2Ti + Cr$ که خود تابعی از تعداد آهن‌های سه ظرفیتی در پیروکسن‌هاست، نمونه‌های زیر خط $Fe^{3+}= 0$ پیروکسن‌هایی هستند که در گریزندگی اکسیژن کم متبلور شده‌اند. کمرون و پپایک [۳۲] بیان کردند که هر چه فاصله نمونه‌ها از خط $Fe^{3+}= 0$ بیشتر باشد، گریزندگی اکسیژن در محیط تشکیل آنها بیشتر است. چنانکه در شکل ۱۴ دیده می‌شود، نمونه‌های مورد بررسی زیر خط $Fe^{3+} = 0$ قرار دارند.

اوتونلو و همکاران [۲۶] بر پایه نسبت Fe^{+3}/Fe^{+2} در همزیستی بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن، با روابط زیر Log fO2 ماگمای میزبان و همچنین مقادیر بافر (ΔNNO) را محاسبه کردند:

$$\log fO2=\Delta FMQ + (82.75 + 0:00484T-30681 / T-24.45 \log T + 940P /T-0.02P) \quad (۱)$$

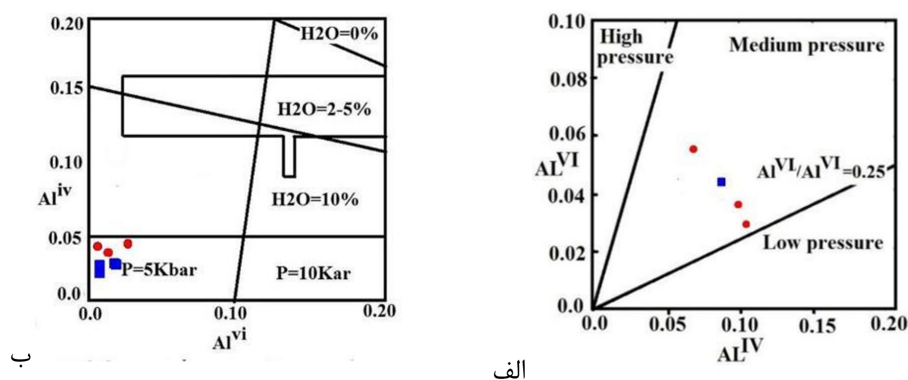
$$\Delta NNO = \log fO2-(12.78-25073 / T-1.1 \log T + 450P /T + 0:025P) \quad (۲)$$

بر این اساس، گریزندگی اکسیژن برای تراکی آندزیت‌ها و داسیت‌ها به ترتیب ۸/۳۸-۱۱/۵۱ و ۳/۰۹-۰/۲۳ به دست آمد. مقدار بالای بافر در شیمی کانی کلینوپیروکسن از تغییرات شیمیایی گسترده در بلورهای کلینوپیروکسن مورد بررسی جلوگیری کرده است. افزون بر این، در آمفیبول مقدار Fe#= (Fe/Fe+Mg) ۰/۶ نشان دهنده مقدار بالای گریزندگی اکسیژن و مقدار ۰/۶ تا ۰/۸ نشانگر گریزندگی اکسیژن متوسط است [۴۲]. مقدار Fe# بین ۰/۸ تا ۱ نشان دهنده گریزندگی اکسیژن کم است. مقدار Fe# بلورهای آمفیبول مورد بررسی ۰/۴۲ تا ۰/۵۷ بوده که گویای گریزندگی اکسیژن بالاست. با توجه به نمودار تعیین گریزندگی اکسیژن بر اساس ترکیب آمفیبول‌ها [۴۲] گریزندگی اکسیژن در زمان تبلور آمفیبول به نسبت بالا بوده است (شکل ۱۵).

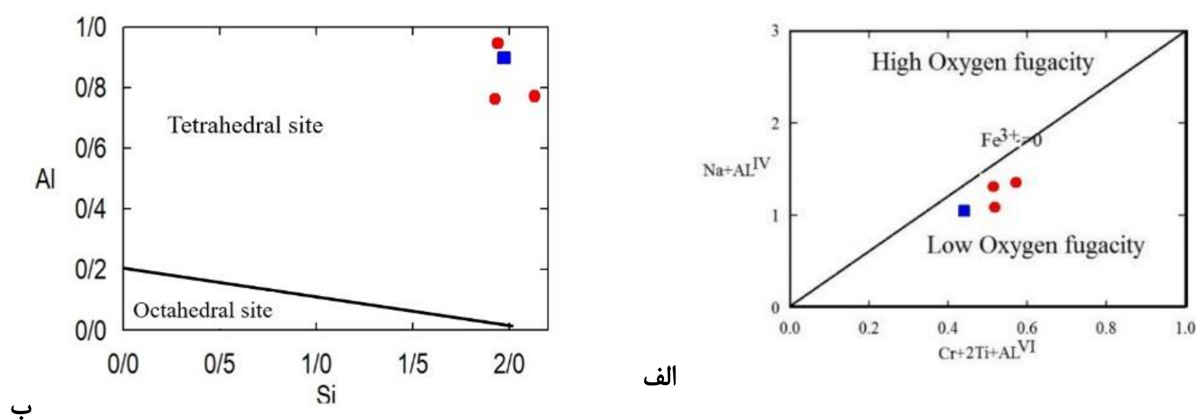
با توجه به رابطه‌ای که برای تعیین دمای هورنبلندهای همزیست با پلاژیوکلازها ارائه شده است [۳۹] کمینه و بیشینه دما برای این سنگ‌ها به ترتیب حدود ۶۸۰ و ۸۱۰ درجه سانتیگراد است.

$$T=25.3P+ 654.9$$

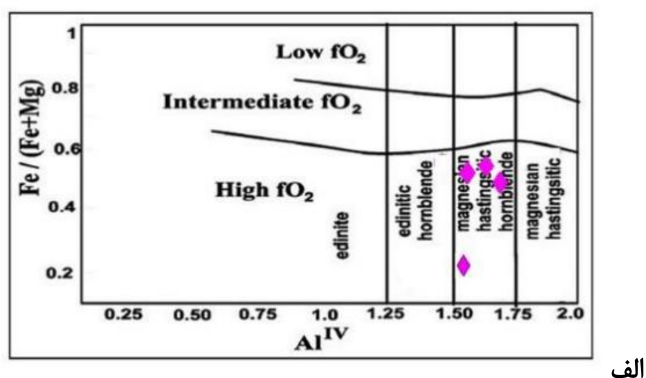
از نمودار بر پایه اکسیدهای آلومینیوم و تیتانیم موجود در کانی آمفیبول [۵۹] نیز برای برآورد دما و فشار استفاده شد. آمفیبول‌های مورد بررسی در نمودار Al^{IV} نسبت به (Na+K)A یک روند خطی تقریباً بین راستاهای پارگازیت و هورنبلند را نشان می‌دهند که بیانگر دمای متوسط آنهاست (شکل ۱۶). آمفیبول‌های محیط‌های فرورانشی (S-Amph) مقدار Na_2O و TiO_2 کمتری نسبت به آمفیبول‌های محیط‌های وابسته به کشش (I-Amph) دارند [۶۰].

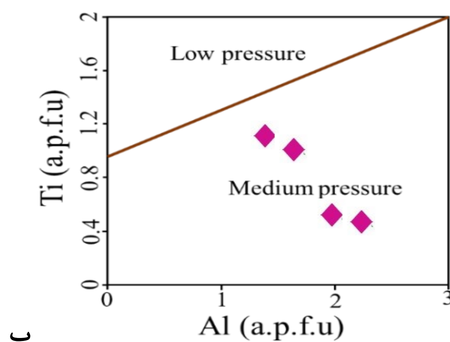


شکل ۱۳ الف- نمودار دماسنجی کلینوپیروکسن Al^{IV} نسبت به Al^{VI} [۵۶] ب- نمودار فشارسنجی و آب سنجی کلینوپیروکسن [۵۵].



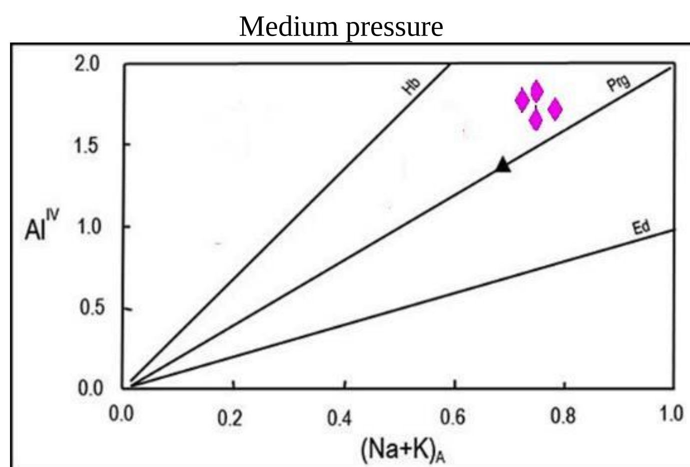
شکل ۱۴ الفنمودار Al^{VI}+ Cr + 2Ti نسبت به $Na + Al^{IV}$ [۳۳]. ب-نمودار Si نسبت به Al از [۲۰].





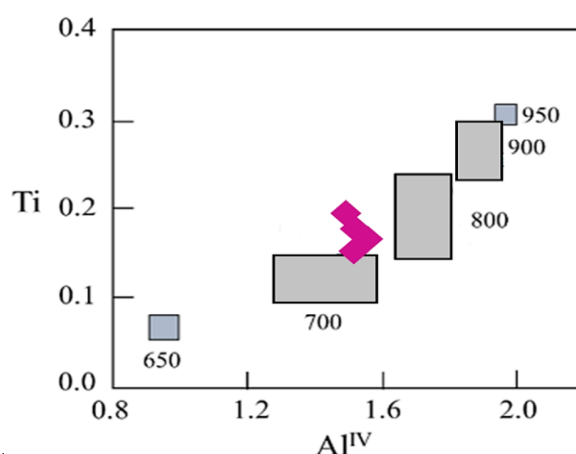
شکل۱۵ الف- نمودار برآورد گریزندگی اکسیژن [۴۲]. ب- نمودار مرجع [۵۹].

[DOI: 10.61186/ijcm.32.2.197]

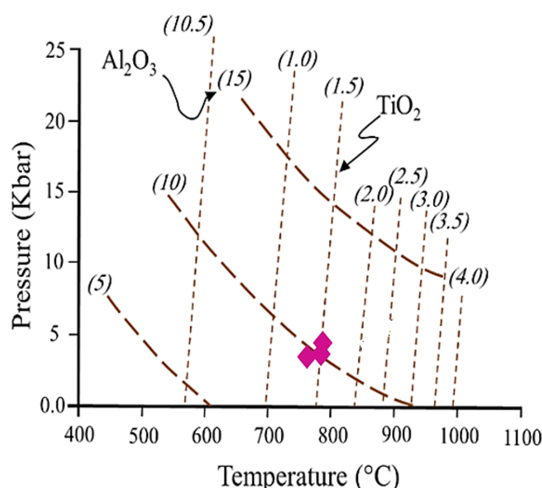


شکل ۱۶ نمودار $(Na+K)_A$ نسبت به Al^{IV} [۶۱] برای آمفیبول‌ها.

مشخص شده است که آمفیبول‌هایی که در فشارهای متوسط متبلور می شوند از TiO_2 فقیر هستند و اغلب کمتر از ۰٫۰۶ تا ۰٫۰۸ تیتانیوم (Ti) در فرمول ساختاری خود دارند و در نمودار تغییرات Ti نسبت به Al، زیر خط ۰٫۰۸-۰٫۰۶ تیتانیوم قرار می‌گیرند، در صورتی که آمفیبول‌های کم فشار در دو طرف خط تفکیک یا بالای آن واقع می‌شوند [۵۹]. آمفیبول‌های مورد بررسی در بالای این خط تفکیک واقع بوده یعنی از نوع آمفیبول‌های فشار پایین هستند (شکل۱۶). همچنین در نمودار تغییرات Ti نسبت به Al^{IV} (شکل ۱۷ الف)، با کاهش مقدار Al^{IV} مقدار Ti نیز کم می‌شود. کاهش مقدار Al^{IV} ناشی از افزایش Si در ساختار بلور بوده و نشانگر پیشرفت جدایش ماگماست. پیشرفت جدایش ماگمایی باعث کاهش مقدار Ti در ماگما و در نتیجه منجر به تبلور آمفیبول-های فقیر از Ti می‌شود. هنر [۵۷] در این نمودار، جایگاه آمفیبول‌های شاخص که در فشار ثابت ۵ کیلوبار و دماهای متفاوت در یک ماگمای بازالتی تولید شده‌اند را مشخص کرده است. با در نظر گرفتن فشار ۵ کیلوبار برای تشکیل آمفیبول های مورد بررسی و مقایسه آن با یافته‌های او، می توان نتیجه گرفت که آمفیبول‌های این پژوهش در دمای ۷۰۰ تا ۷۵۰ درجه سانتیگراد تشکیل شده‌اند (شکل ۱۷).



الف



ب

شکل۱۷ الف-نمودار Al^{IV} نسبت به Ti [۶۲] و گستره‌های مشخص برای آمفیبول‌های با دمای ویژه [۵۵]. ب- نمودار مرجع [۶۲].

[DOI: 10.61186/ijcm.32.2.197]

-دماسنجی بر پایه زوج آمفیبول-پلاژیوکلاز

از روش‌های معمول زمین‌دماسنجی استفاده از زوج کانی آمفیبول-پلاژیوکلاز است. در این روش، برای اندازه‌گیری دما باید از آمفیبول‌های دارای مرزهای عادی و بدون لبه واکنشی (اکتینولیتی) استفاده کرد. همچنین برای دماسنجی سنگ‌های بدون کواتز باید مقدار XM4Na در ترکیب آمفیبول بیش از ۰،۰۳، مقدار AL^{VI} بیش از ۱٫۸ و مقدار Si بین ۶ تا ۷٫۷ باشد. برای دماسنجی رابطه زیر پیشنهاد شده است [۶۳]:

$$T= \{(0.677P(kbr) - 48.98 + YAb) / (-0.0429 - 0.008314 \ln K)\} \text{ and } K= \{(Si-4) / (8-Si)\}X_{Ab}^{plag}$$

XAb>0.5, YAb=0

XAb<0.5, Y= -8.06 + 25.5(1-Xab)2

در این رابطه، T دما بر حسب کلوین، Si تعداد کاتیون‌های سیلیسم در فرمول آمفیبول P فشار بر حسب کیلوبار و X_{Ab}^{plag} درصد مولی آلبیت در پلاژیوکلاز هستند.

بر این اساس دمای آمفیبول و پلاژیوکلازهای در حال تعادل نمونه‌های منطقه در گستره دمایی ۷۱۲ تا ۷۴۵ درجه سانتیگراد به دست آمد.

در یک روش دماسنجی دیگر که مانند روش پیشین وابسته به مقدار Ti در فرمول ساختاری آمفیبول است، اگر مقدار Ti در فرمول ساختاری آمفیبول کمتر از ۰٫۰۸ باشد، دما از رابطه زیر محاسبه می‌شود [۶۱]:

$$T(^{\circ}C) = (2816*Ti) + 445$$

اما اگر مقدار Ti در فرمول ساختاری آمفیبول بیشتر از ۰٫۰۸ باشد، دما از رابطه زیر به دست می‌آید

$$T(^{\circ}C) = (980*Ti) + 600$$

در ترکیب آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های آذرین هورنبلنددار منطقه Ti>۰٫۰۸ است که براساس رابطه (۶)، دمای تبلور آمفیبول در نمونه‌های منطقه از ۷۷۶ تا ۷۸۶ درجه سانتیگراد متغیر است.

بر پایه روش‌های فشارسنجی زیر، بین Al در ترکیب آمفیبول و فشار تبلور رابطه خطی وجود دارد [۶۴-۶۶].

P(kbar)= -4.76+5.64Al total, r^2=0.97
P(kbar)=-3.01+4.76Altotal, r^2=0.99
P(kbar)=-3.92+5.03Altotal, r^2=0.80

بر اساس روابط بالا، گستره فشار ۵ تا ۶٫۲ کیلوبار برای نمونه‌ها به دست آمد.

برداشت

از بررسی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و ترکیب کانی روی سنگ‌های جنوب شرق ابهر نتایج زیرمشخص شد که مهمترین کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها کلینوپیروکسن، آمفیبول و پلاژیوکلاز هستند که براساس بررسی شیمی کانی‌ها، کلینوپیروکسن‌ها دارای ترکیب دیوپسید و اوژیت و آمفیبول‌های این توده‌ها از نوع آمفیبول‌های کلسیمی و زیر گروه مگنزیوهاستنگزیت هستند. پلاژیوکلازها فراوان‌ترین کانی این سنگ‌ها بوده و از نوع الیگوکلاز-آندزین و لابرادوریت هستند. بر اساس دماسنج هورنبلند-پلاژیوکلاز، دمای ۷۱۲-۷۴۵ درجه سانتیگراد و فشار ۵-۶٫۵ کیلوبار را می توان برای تبلور این کانی‌ها در سنگ‌های آذرین منطقه در نظر گرفت. افزون بر این، بر اساس ترکیب شیمیایی آمفیبول و وجود اکسیدهای آهن، کانی‌های تیتانیوم و همچنین نمودارهای تعیین گریزندگی اکسیژن در کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های منطقه، به نظر می‌رسد که گریزندگی اکسیژن ماگمای تشکیل‌دهنده آنها تقریباً متوسط بوده است. سرانجام، بررسی جایگاه زمین ساختی این توده‌های سنگی بر اساس شیمی کانی کلینوپیروکسن و آمفیبول نشان‌دهنده ارتباط سنگ‌های منطقه با کرانه فعال قاره‌ای است.

قدردانی

نگارندگان لازم می‌دانند از همکاری مسئولین آزمایشگاه دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات در مراحل انجام مطالعات میکروسکوپی و آنالیزهای ژئوشیمیایی صمیمانه تشکر نموده و همچنین از پیشنهادات سازنده داوران محترم که در ارتقاء کیفیت این مقاله بسیار تاثیر گذار بوده است، سپاسگزاری نمایند.

مراجع

[1] Larson E.S., Irving J., Gonyer F.A., Larson E.S., *"Petrologic results of a study of the minerals from the tertiary volcanic rocks of the San Juan region "*, Colorado. Am Mineral, (1938), 23, 227-257.

[2] Finch R.H., Anderson C.A., *"The Quartz basalt eruptions of Cinder Cone, Lassen Volcanic National Park"*, California. Cal Univ Pubs Geol Sci, (1930), 19, 245-273.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.2.197]

[3] Fenner R.H., *"The Katmai magmatic province"*. Journal Geology, (1926), 34, 673-772.

[4] Barth T.W., "Temperatures in lavas and magmas and a new geologic thermometer". Naturen 6, (1934), 187-192.

[5] Moid M., *"Petrographic and petrochemical investigation of volcanic plutonic belt rocks of Tarem region in relation to copper genesis"*, M.Sc. (1370), Tabriz University (in persian).

[6] Khalat Bari Jafari M., Akbari M., Qalamgash J., *"Geology, lithology and magmatic evolution of Eocene volcanic rocks in the Agh Dagh area, north-east of Abhar"*, Kharazmi Geology Journal, (2015), 33-60 (in persian).

[7] Sabzehei M., *"Les Mélanges ophiolitiques de la région d'Esfandagheh (Iran méridional) : étude pétrologique et structurale, interprétation dans le cadre iranien"*, These Doct. Etat, University. Grenoble, (1974), 306.

[8] Ashja Ardalan A., Emami, M.H., *"Petrology of Upper Tarom plutonism (Kouhian area)"*. Basic Sciences (Islamic Azad University), 15(57) (1384), 250-270. SID. https://sid.ir/paper/70465/fa

[9] Hakimi Asiabar S., Pourkarmani M., Shahriari S., Ghasemi M.R., Ghorbani M., *"Tectonic-sedimentary divisions of Western Alborz"*, Scientific-Research Journal of Basic Science, 81 (2018), 113-124, Islamic Azad University, Science and Research.

[10] Hakimi Asiabar S., Bagheriyan S., *"Exhumation of the Deylaman fault trend and its effects on the deformation style of the western Alborz belt in Iran"*. International Journal of Earth Sciences, 107(2) (2018), 539-551.

[11] Stocklin J., *"Structural history and tectonics of Iran, A review"*. AAPG Bulletin 52,7(1968), 1229-1258.

[12] Daneshvar N., Maanijou M., Azizi H., Asahara Y., *"Petrogenesis and geodynamic implications of an Ediacaran (550 Ma) granite complex (metagranites), southwestern Saqqez, northwest Iran"*. 132(2019), Journal of Geodynamics. https://doi.org/10.1016/j.jog.2019.101669.

[13] Nabavi M.H., "An Introduction to Geology of Iran". (1976), Geological Survey of Iran.

[14] Annells R.N., Arthurton R.S., Bazely R.A., Davies R.G., *"Explanatory text of the Qazvin and Rasht quadrangle map1:250000"*, GSI. Rep., nos. E3, E4, (1975), 94p.

[15] Zarei Sahamieh S.R., *"Petrography, Petrology and geochemistry of volcanic rocks of North Abhar and its related to mineralizationin the studied area"*. (1988), M.Sc. Thesis, Faculty of Science, Tarbiat Moallem University(in persian).

[16] Esmaili M, Lotfi M, Nazafti N., *"Mineralogy and genesis of Khalifalu copper deposit based on geochemical data of the host rock and S and O isotopic characteristics"*. Earth Sciences Quarterly, 110(2017), 33-46.

[17] Hirayama K., Haghipour A., Hahian J., *"Geology of the Zanjan area: The Tarom district, eastern part"*. Geology, 28 (1965), 330.

[18] Poldervaart A., Hess H.H., *"Pyroxenes in crystallisation of basaltic magmas"*. Journal of Geology, 59 (1968), 472–489.

[19] Leterrier J., Maury R.C., Thonon P., Girard D., Marchal M., *"Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series"*. Earth and Planetary Science Letters, 59 (1982), 139-154.

[20] Nisbet E.G., Pearce J. A., *"Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings"*. Contributions to Mineralogy and Petrology, (1977), 63: 149-160.

[21] Le Bas M.J., *"The role of aluminum in igneous Clinopyroxenes with relation to their parentage"*. American Journal of Science, 260 (1962), 267-288P.

[22] Hout F., Hebert R., Varfalvy V., Beaudin G., Wang CS., *"The Beimarang Mélange (southern Tibet) brings additional constraints in assessing the origin, metamorphic evolution and obduction processes of the Yarlung Zangbo ophiolite"*, Journal of Asian Earth Sciences 21 (2002), 307–322

[23] Davis G. H., Stephen J., Reynolds C., Kluth F., *"Structural Geology of Rocks and Regions, 3rd Edition"*. Structural geology. (2011), 864 Pages.

[24] Mckenzie D. P., ONiins R. K., *"The source regions of ocean island basalts"*. Journal of Petrology, 36 (1995), 133-159.

[25] France L., Koepke J., IIdefonse B., Cichy S. B., Deschamps F., *"Hydrous partial melting in the sheeted dike complex at fast-spreading ridges: Experimental and natural observations"*, (2010) DOI:10.1007/s00410-010-0502-6.

[26] Ottonello G., Moretti R., Marini L., Vetuschi Zuccolini M., *"Oxidation state of iron in silicate glasses and melts: A thermochemical model"*.

mineral names", Europian Journal of Mineralogy, 9 (1997), 623-651..

[37] Agemar T., Worner G., Heumann A., *"Stable isotopes and amphibole chemistry on hydrothermally altered granitoids in the North Chilean Precordillera: a limited role for meteoric water"*, Contributions to Mineralogy and Petrology, 136 (1997), 331-344.

[38] Cawthorn P.C.G., *"Davies, Amphibole fractionation in calc-alkaline magma genesis"*, American journal of sciences, 276 (1982), 309 – 329.

[39] Vyhnal C. R., McSween H. Y., Speer J. A., *"Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids Implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability"*, American Mineralogist, 76 (1991),176-188.

[40] Anderson J. L., *"Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America*", Geological Society of America Memoir, 161 (1983), 133-152.

[41] Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird, J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G., *"Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names"*, Canadian Mineralogist, 35 (1997), 219-246

[42] Anderson J.L., Smith D. R., *"The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer"* American Mineralogist, 80 (1995), 549-559

[43] Leake B. E., Woolley A. R., Birch W. C., Gilbert M. C., Grice J. D., Hawthorne F. C., Kato A., Kisch I.I.J., Krivovichev V.G., Linthout K., *"metamorphism", Journal of Petrology"*, 18 (1977), 53- 72.

[44] Mevel C., *"Metamorphism in oceanic layer 3. Gorringe Bank, Eastern Atlantic"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 100 (1988) 496-509.

[45] Brandriss M. E., Nevle R. J., Bird D. K., O'Neil J. R., *"Imprint of meteoric water on the stable isotope compositions of igneous and secondary minerals, Kap Edvard Holm Complex, East Greenland"*, Contributions to Mineralogy and Petrology, 121(1995), 74-86.

Geochemistry Geology. 174 (2001), 157–179. doi:10.1016/S0009 2541(00)00314-4.

[27] Kilinc A., Carmichael I.S.E., Rivers M.L., Sark R. O., *"The ferric-ferrous ration of natural silicate liquids equilibrated in air"*. Contributions to Mineralogy and Petrology, 83 (1983), 136-140.DOI. https://doi.org/10.1007/BF00373086.

[28] Kress V.C., Carmichael I.S.E., *"The compressibility of silicate liquids containing Fe_2O_3 and the effect of composition, temperature, oxygen fugacity and pressure on their redox states"*, 108 (1991), 82-92.

[29] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., *"An introduction to the Rock-Forming Minerals"*, 17th Edition, Longman, London, (1991). DOI: 10.3749/canmin.51.4.663.

[30] Moretti R., *"Polymerisation, basicity, oxidation state and their role in ionic modeling of silicate melts"*, Annales Geophysicae 56 (2005): 340–368.

[31] Botcharnikov R. E., Koepke J., Holtz F., McCammon C., Wilke M., *"The effect of water activity on the oxidation and the structural state of Fe in a ferro-basaltic melt"*, Geochimica et Cosmochimica Acta 69 (2005) ,5071-5085. DOI: 10.1016/j.gca.2005.04.023.

[32] Cameron M., Papike J.,*"Structural and chemical variations in Pyroxenes"*, American Mineralogist, 66 (1981), 1-50.

[33] Schweitzer E.L., Papike J.J., Bence A.E., *"Clinopyroxenes from deep-sea basalts: A statistical analysis"*. Geophysical Research Letters, 5 (7) (1978), 573-57. DOI:10.1029/GL005i007p00573.

[34] Stewart D.B., Roseboom E. H., *"Lower temperature termintiona of the three_phase region plagioclase_alkali feldspar_liquid"*, Journal of petrology 3 (1962) 280_315.

[35] Ahmadi A., Firouzkhoohi Z., Moridi farimani AA., Lentz D.,*"Geochemical and textural characteristics of plagioclase, evidence from open system processes; A case study of the Bazman volcano (Southeast of Iran) "*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 2 (2017), 367-380.

[36] Leake B. E., Commission I.M.A., *"Nomenclature of amphiboles of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and*

[46] Sial A. N., Ferreira V. P., Fallick A. E., Jeronimo M., Cruz M., *"Amphibole- rich clots in New Mineral Names"*. The Canadian Mineralogist, 35(1997), 219-46.

[47] Molina J. F., Scarrow J. H., Montero P. G., *"High-Ti amphibole as a petrogenetic indicator of magma chemistry: evidence for mildly alkali hybrid melts during the evolution of Variscan basic– ultrabasic magmatism of Central Iberia"*, Contribution to Mineralogy and Petrology, 158 (2009), 69-98.

[48] Tiepolo M., Tribuzio R., Langone, A., *"High-Mg andesite petrogenesis by amphibole crystallization and ultramafic crust assimilation: evidence from Adamello hornblendites (Central Alps, Italy) "*, Journal of Petrology, 52 (2011),1011-1045.

[49] Xie Y. W., Zhang Y. Q., *"Peculiarities and genetic significance of hornblende from granite in the Hengduansan region"*. Acta Mineral Sin (in Chinese), 10(1990), 35-45.

[50] Huaimin X., Shuwen D., Ping J., *"Mineral chemistry, geochemistry and U-Pb SHRIMP zircon data of the Yangxin monzonitic intrusive in the foreland of the Dabie orogen science in China"* Earth Sciences, 49(2006), 684-695.

[51] Miyashiro A., *"Volcanic rock series in island arcs and active continental margins"*, America Journal of Science, 274 (1974), 321-355.

[52] Putirka K.D., *" Igneous thermometers and barometers based on plagioclase + liquid equilibria: Tests of some existing models and new calibrations"*, American Mineralogist, (2005) 336-346. 10.2138/am.2005.1449

[53] Putirka K.D., *"Thermometere and barometers for volcanic systems"*. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 69 (2008) :61-120.

[54] Wass S. Y.,*"Multiple origins of clinopyroxenes in alkali basaltic rocks"* Lithos, 12(2) (1979), 115-132.

[55] Helz R.T., *"Phase reactions of basalts in their melting range at* PH_2O*=5kb". Part II. Melt composition"*, Journal of Petrology, 17(1983), 139-193.

[56] Aoki K., Shiba I., *"Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinome-gata, Japan"*, Lithos, 6 (1973), 41–51.

[57] Nimis P., Taylor, W.R., *"Single-clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer"*, Contributions to Mineralogy and Petrology, 139 (2000), 541–554.

[58] Green D.H., Ringwood A.E., *"An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications"*, Geochimica et Cosmochimica Acta, 31 (1967), 767-833.
http://dx.doi.org/10.1016/S0016-7037(67)80031-0.

[59] Hynes A., *"A comparison of amphiboles from medium- to low- pressure metabasite"*, Contributions to Mineralogy and Petrology, 81 (1982), 119- 125.

[60] Coltorti M., Bonadiman C., Faccini B., Grégoire M., O'Reilly S.Y., Powell W., *"Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle"*. Lithos, (2007), 99(1–2): 68–84.

[61] Nyman M. W., Tracy R. J., *"Petrological evolution of amphibolite shear zones, Cheyenne Belt, Southeastern Wyoming, USA"*. Journal of Metamorphic Geology, 11 (1993), 757-773.

[62] Ernst W. G., Liu J., *"Experimental phase – equilibrium study of Al- and Ti- contents of calcic Amphibole in MORB – A semi-quantitative thermobarometer"*, American Mineralogist, 83 (1998), 952- 969.

[63] Colombi A., *"Metamorphisme et geochimie des roches mafiques des Alpes ouest-centrales. Memoires de Geologie"*, Universite de Lausanne, 4(1989).

[64] Hollister L. S., Grissom G. C., Peters E. K., Stowell H. H., Sisson V. B., *"Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons"*, American Mineralogist, 72 (1987) 231-239

[65] Schmidt M. W., *"Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer"*, Contributions to Mineralogy and Petrology, 110 (1992), 304-310.

[66] Hammarstrom J.M., Zen E., *"Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer"*, American Mineralogist 71 (1986), 1297-1313.